

## ESTUDIO DE MINERALES Y ROCAS

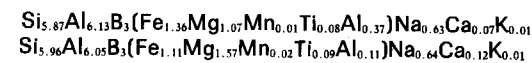
## Turmalinas pegmatíticas y metasomáticas de Sierra Albarrana, Córdoba (España).

Por J. GONZALEZ DEL TANAGO (\*), M. PEINADO (\*\*) y J. L. BRANDLE (\*\*\*)

## RESUMEN

Se describen las principales características de las turmalinas pegmatíticas de Sierra Albarrana, distinguiendo dos poblaciones: las que forman parte integral de estos cuerpos originadas desde la fase silicatada y acuosa y las generadas por el metasomatismo de la fase acuosa en el encajante.

Composicionalmente, se caracterizan por no contener Li y pertenecer a la serie chorlo - dravita con bajos contenidos en elbaita. Aunque forman un conjunto sin solución de continuidad, se puede distinguir dos grupos diferentes, parcialmente solapados, que se corresponden con los tipos anteriores cuyas composiciones medias respectivas son:



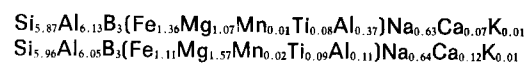
Se estudian aspectos de sus zonados cromático y composicional con disminución hacia el borde de la relación Mg/Fe; se proponen reacciones formadoras en las que interviene biotita y plagioclasa y se utiliza la relación Fe/(Fe+Mg) para discriminar su diferente origen.

*Palabras clave:* Córdoba, Sierra Albarrana, Pegmatitas, Turmalina.

## ABSTRACT

This work describes the main features of the pegmatitic tourmalines in Sierra Albarrana. Two populations are distinguished: one of these is found in the pegmatitic bodies formed from the silicated and aqueous phases and the other one is in the surrounding rocks, and is generated by a metasomatic process.

The tourmalines belong to the schorl - dravite serie with low elbaitite contents, and are Li free terms. Their trend of evolution is continuous but two groups can be established with partial overlapping as mentioned above. The average compositions are:



Their chromatic zoning features are studied. The Fe/Mg relation decreases from the core to the rim. Forming tourmaline reactions are proposed, and biotite, plagioclase and Fe/(Fe+Mg) ratio is used to decide the different origin.

*Key words:* Córdoba, Sierra Albarrana, Pegmatites, Tourmaline.

## INTRODUCCION

El campo pegmatítico granítico de Sierra Albarrana («pegmatitic granitic field») en el sentido de CERNY (1982), está situado en el NO de la provincia de Córdoba, dentro de la banda de Cizalla Badajoz-Córdoba, en el límite de las zonas de

Ossa-Morena y Centro-Ibérica del Macizo Hespérico (España).

La Sierra Albarrana está constituida por un conjunto de materiales metasedimentarios, algunos de ellos de naturaleza volcanosedimentaria (GARROTE et al., 1980), («Gneises de La Albarrana», «Esquistos y Micaesquistos de La Albarrana-Bembezar» y «Formación Azuaga»; DELGADO QUESADA, 1971; GARROTE et al., 1980; GONZALEZ DEL TANAGO y PEINADO, 1990) con algunas intercalaciones de ortoanfibolitas (GONZALEZ DEL TANAGO y ARENAS, 1991). Todo el conjunto

está afectado por un metamorfismo regional polifásico en el que, durante la fase principal se alcanzan las mayores temperaturas, llegándose a producir, en la zona axial de la Sierra, algunas migmatizaciones no demasiado importantes que, sin embargo, dan lugar a un numeroso cortejo de cuerpos pegmatíticos de potencias milimétricas a decamétricas (GONZALEZ DEL TANAGO, 1991). Las condiciones PT para el pico térmico, en el núcleo de Sierra Albarrana, han sido establecidas por GONZALEZ DEL TANAGO y PEINADO (1990) en  $675 \pm 25$  °C a  $4,9 \pm 0,5$  Kb., decreciendo en intensidad, rápidamente en ambos flancos de la Sierra. Como quiera que las temperaturas alcanzadas no fueron demasiado elevadas, los episodios migmatíticos se produjeron sólo de manera muy selectiva, fundamentalmente, en función de la composición de las rocas afectadas y de la presión local de agua y volátiles en general. En este último sentido, la presencia de elementos que como el B, F, P, etc. rebajan y modifican las condiciones del eutéctico (MANNING y PICHAVANT, 1983; PICHAVANT y MANNING, 1984; LONDON, 1987; PICHAVANT, 1987) fue en muchos casos determinante para que los fundidos silicatados llegaran a producirse.

Sin embargo, con todo ello, la concentración de una parte de estos fundidos y, en general, el proceso de diferenciación pegmatítica, no hubiera sido posible sin el concurso del factor tectónico que facilitó y encauzó el camino de los mismos hacia zonas localizadas de menor presión relativa, o bandas entre cizallas, en donde se originaron concentraciones de fundidos con suficiente amplitud para que los procesos pegmatíticos s.s. tuvieran lugar. Como resultado de ello todas las pegmatitas, muchas de ellas zonadas, muestran una perfecta concordancia con las direcciones estructurales del metamorfismo regional (NO-SE), pudiéndose seguir sobre el terreno afloramientos de estos cuerpos que, a veces, de manera casi ininterrumpida, se prolongan por varios kilómetros de recorrido; no obstante, el episodio pegmatítico, aunque con una intensidad decreciente, continuó con posterioridad como lo demuestran las direcciones de los cuerpos más tardíos o las removilizaciones de carácter póstumo, poco numerosos por otra parte, que interceptan, ligeramente, a las estructuras principales regionales.

Los primeros datos sobre estas pegmatitas se deben a CARBONELL (1917). Posteriormente,

dado el interés y rareza de algunos de sus minerales, han sido objeto de algunos trabajos recogidos en GONZALEZ DEL TANAGO (1991). Este autor describe las principales características de estas pegmatitas, señala una zonalidad a escala de afloramientos simétrica respecto al eje axial de la Sierra e identifica, en base a la naturaleza, características texturales y mineralógicas de estos cuerpos, dos clases principales de pegmatitas, G y E, con siete tipos diferentes, siendo las de clase E las más evolucionadas. Aunque la mayoría de estos cuerpos tienen una mineralogía banal, típicamente granítica, con turmalina, fluorapatito, óxidos de Fe y Ti y algunos minerales peraluminicos como granate; en algunos de ellos aparecen mineralizaciones específicas con elementos raros, en general, de no mucha importancia cuantitativa: berilo y uraninita (CARBONELL, 1941); brannerita (GEORGE, 1949); monacita (ARRIBAS, 1967); rutilo-Nb (FENOLL et al., 1983); crisoberilo (GONZALEZ DEL TANAGO et al., 1984); xenotima (GONZALEZ DEL TANAGO y PEINADO, 1988); torita, allanita (Ce), circón y columbo-tantalita (GONZALEZ DEL TANAGO et al., 1991; CALVO y GONZALEZ DEL TANAGO, 1991). Por otra parte, algunos de estos cuerpos contienen fosfatos ferromagnesianos de Al y Ca entre los que cabe destacar por su importancia petrogenética la triplita Mg (GONZALEZ DEL TANAGO et al., 1984), graftonita, wylleita y sarcopsido (GONZALEZ DEL TANAGO, 1991), a los que acompañan toda una serie de fosfatos secundarios algunos todavía en fase de identificación.

El estudio geoquímico de sus minerales muestra unas características propias de pegmatitas anatócticas (CERNY, 1982 y CERNY, 1991) como son los bajos contenidos sistemáticos de Rb, Cs, Ga, Zn y Ta, y, salvo las pegmatitas de clase E-2, también de Be. Un hecho de especial relevancia en este sentido, lo constituye la extrema pobreza en Li de sus micas y fosfatos (GONZALEZ DEL TANAGO et al. in litt.). Por otra parte la importancia del B en estas pegmatitas queda de manifiesto por la gran cantidad de turmalina que, de manera ubicua, forma parte de todos los cuerpos y de sus aureolas metasomáticas, de modo muy especial, en aquellos de mayor tamaño.

Por último, conviene destacar la potencia y envergadura que alcanzan algunos de los cuerpos pegmatíticos de esta Sierra, verdaderamente notable si se tiene en cuenta la profundidad de su emplazamiento, que sólo cabe explicarlo por la conjunción genética de los factores anteriormen-

(\*) Departamento de Petrología, Universidad Complutense. Madrid 28040.

(\*\*) Departamento de Petrología, Universidad de Ciencias Geológicas. Salamanca 37008.

(\*\*\*) Instituto de Geología Económica, Universidad Complutense. Madrid 28040.

te señalados. Pegmatitas de este tipo (III en la clasificación de GINZBURG, 1979 o abisales y moscovíticas en la de CERNY, 1991) presentan una problemática especial a la que quizá, por su menor valor económico en relación con las pegmatitas más someras asociadas a plutones graníticos y con mineralizaciones de Li, Cs, F, Sn, Be, etc., se les ha dedicado una menor atención en la literatura especializada. En la Península Ibérica este tipo de pegmatitas es poco frecuente, al menos, con la espectacularidad del campo pegmatítico de Sierra Albarrana que se puede considerar, en los aspectos señalados, como el de mayor relevancia de todo el Sistema Hercínico hispanoportugués.

Los primeros datos referentes a la edad de estas pegmatitas fueron proporcionados por LOPEZ DE AZCONA (1940), quien determinó la edad de una uranitita, perteneciente a una pegmatita de tipo G-2 (cantera de La Coma), en 411 m. a. Posteriormente determinaciones de  $Ar^{39}$  -  $Ar^{40}$  en moscovitas pertenecientes a pegmatitas del tipo E han proporcionado edades de alrededor de 365 m. a. para el cierre de la moscovita (DELLMAYER y QUESADA, 1989; C. QUESADA, com. pers.).

## MINERALES DEL GRUPO DE LA TURMALINA

### Características generales, aspectos genéticos y relaciones texturales

Las turmalinas, minerales accesorios, ampliamente difundidos en rocas graníticas y metamórficas, suelen constituir, en la mayor parte de estas rocas, la principal fase mineral, si no única, con contenidos significativos de boro.

En Sierra Albarrana estos minerales se encuentran en mayor o menor cantidad en todas las litologías, pudiendo distinguir entre las turmalinas que deben su origen a los procesos metamórficos s. s. y las que de un modo u otro están vinculadas a los procesos pegmatíticos. En estas últimas centraremos nuestra atención para lo cual distinguiremos dos grupos: las que forman parte integral de los cuerpos pegmatíticos y aquellas otras, que aun perteneciendo al encajante, deben su origen, exclusivamente, a los procesos metasomáticos vinculados a estas pegmatitas.

Las turmalinas desvinculadas de los procesos pegmatíticos que se encuentran en los esquistos de bajo y medio grado aparecen de manera dispersa con texturas relictas y carácter preme-

tamórfico. Por el contrario, estas mismas turmalinas cuando aparecen en los materiales de mayor grado tienen tendencia al idiomorfismo y textura metamórfica; sus relaciones con el resto de los minerales sugiere que su blastesis debió comenzar, en la mayor parte de los casos con cierta antelación al desarrollo de la esquistosidad principal e, indudablemente, de forma generalizada, durante ésta. En los gneises de La Albarrana (GONZALEZ DEL TANAGO y PEINADO, 1990), con toda probabilidad, estos minerales debieron formar parte de las bandas submilimétricas de minerales pesados (circón, rutilo, posiblemente brannerita, etc.) que conforman una estratificación premetamórfica; sin embargo, la temperatura a la que estuvieron sometidas estas rocas durante el clímax térmico hicieron que estos minerales desaparecieran al incorporarse el B a los fluidos migmatíticos. Ello se explica por las condiciones de estabilidad de las turmalinas (FRONDELL y COLLETTE, 1957; ROSENBERG et al., 1986).

El papel de la turmalina en los procesos metamórficos en condiciones subsólidas, ha sido considerado prácticamente irrelevante; no obstante, HENRY y GUIDOTTI (1985) enfatizan la potencial importancia que puede alcanzar debido al gran número de elementos que entran en su estructura, por lo que, indudablemente, su presencia debe jugar un cierto rol en el reparto de numerosos elementos, algunos de tanta importancia en el metamorfismo como el Fe y Mg. En este sentido, COLOPIETRO (1987) propuso un geotermómetro basado en el reparto Mg/Fe entre este mineral y biotita si bien los resultados no están todavía concluidos.

En cualquier caso esta presencia de turmalina en las rocas premigmatíticas de Sierra Albarrana justifica la participación del B en los fundidos migmatíticos; aunque otra fuente suplementaria de este elemento lo podrían constituir los fel-despatos de origen volcánico (SMITH, 1988) señalados por GARROTE et al., 1980.

### TURMALINAS VINCULADAS A LOS PROCESOS PEGMATITICOS

Casi, por regla general, se puede establecer que los minerales del grupo de la turmalina reflejan directamente la cantidad de B de una pegmatita, pues la presencia de otros minerales de B (MOORE, 1982) es incomparablemente más rara.



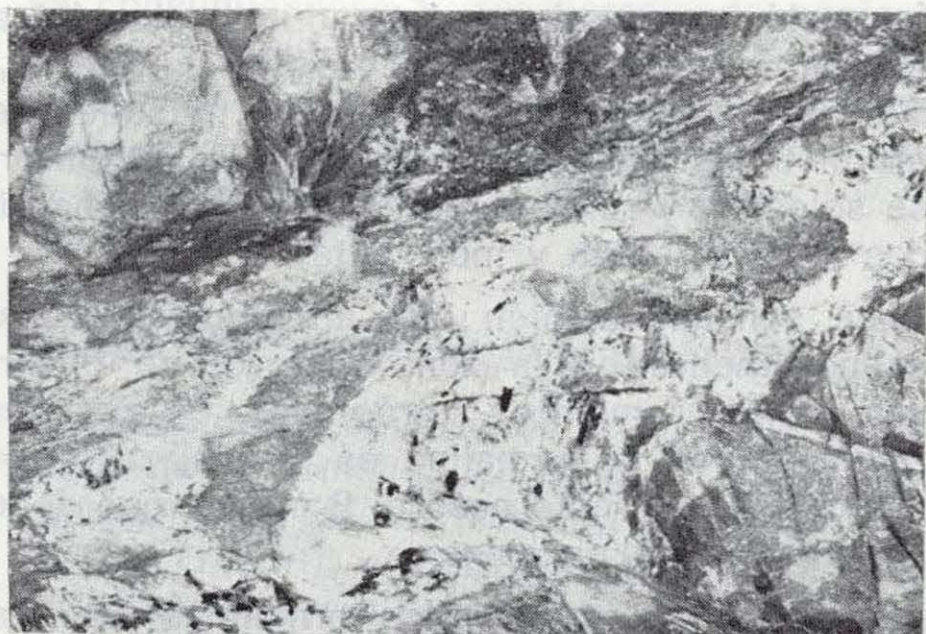


Figura 1.—Afloramiento pegmatítico encajado en gneises; la turmalina se distribuye irregularmente por el borde como pequeños cristales y por la zona interior en cristales de mayor tamaño.

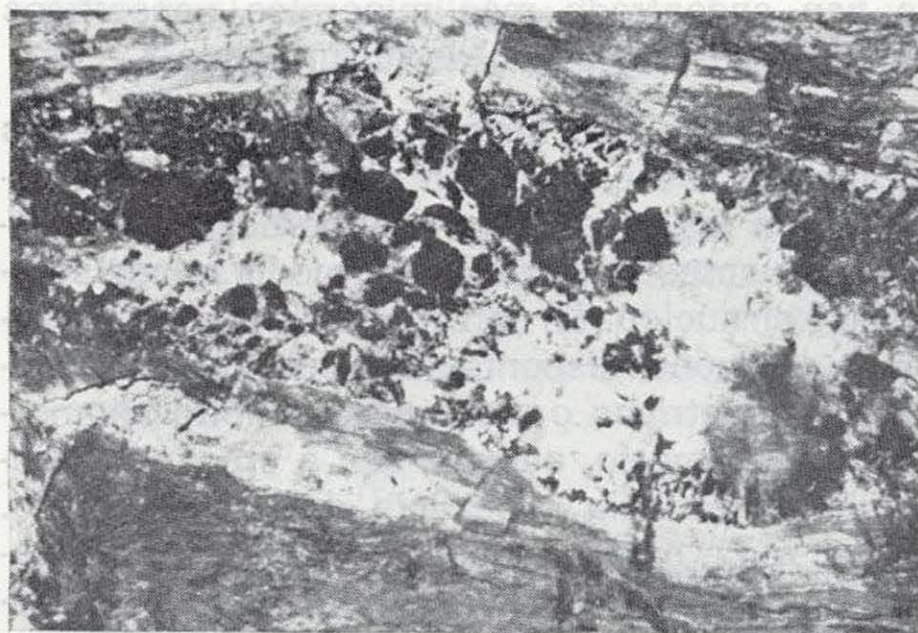


Figura 2.—Sección de un pequeño cuerpo pegmatítico (2 x 0,5 metros) con una gran concentración de turmalina (color negro) que tendió a situarse en la parte superior del mismo.

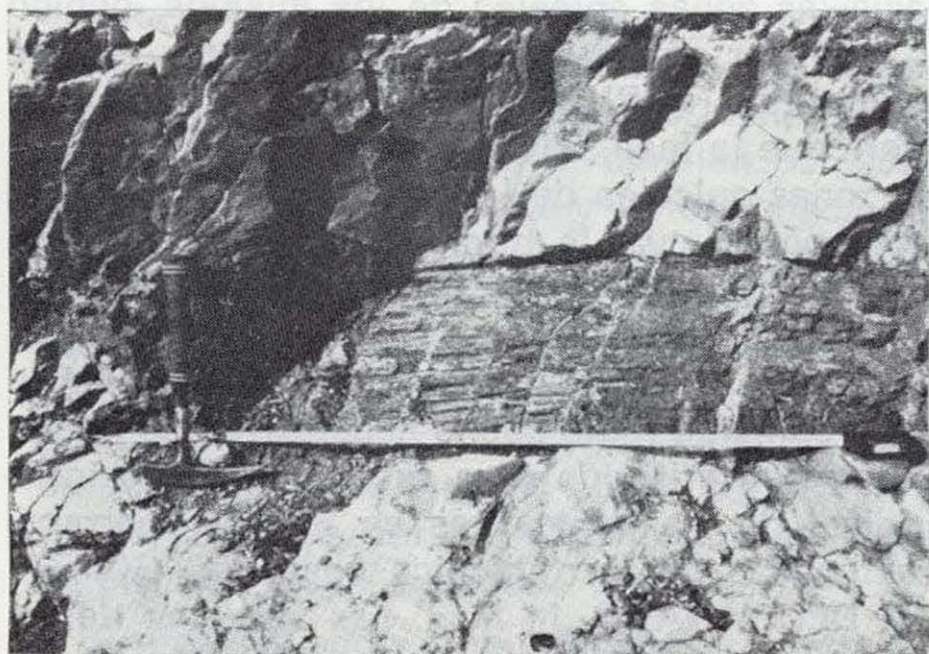


Figura 3.—Megacrystal de turmalina cuyo eje mayor supera ligeramente un metro.

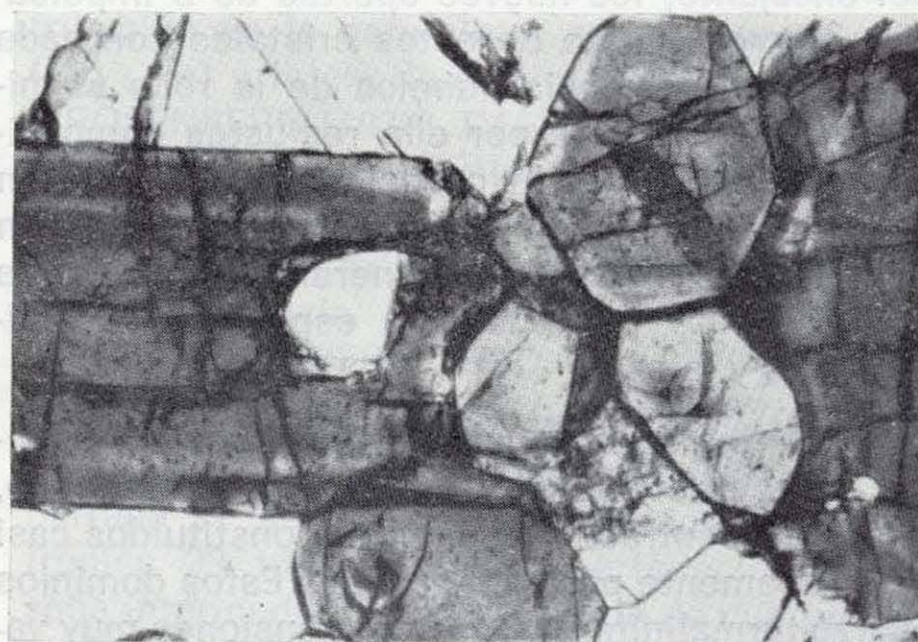


Figura 4.—Secciones de turmalinas mostrando zonaciones cromáticas, en las que los núcleos más oscuros tienen una relación Mg/Fe más alta que los bordes más claros.

Ello justifica los numerosos estudios que contemplan las relaciones de estos minerales con los procesos pegmatíticos llevados a cabo, entre otros autores, por: CHAROY (1982), MANNING y PICHAVANT (1983), MANNING et al. (1984), SHEARER et al. (1984 y 1986), LONDON (1986 a, 1986 b y 1987), JOLLIFF et al. (1986), BERNARD et al. (1985) y KRETZ et al. (1989 a y b).

Aunque el B puede formar parte de otros minerales pegmatíticos como algunas moscovitas y lepidolitas su contenido suele ser bajo, inferior al 0,1 por 100; y aún menor en minerales como las plagioclasas (STAVROV y KHITROV, 1960); como caso excepcional, FORD et al (1991) en-

cuentran una moscovita en la pegmatita lítica de Little Three, San Diego, en la que el B, que sustituye al Al, llega a alcanzar el 7 por 100 del peso total como  $B_2O_3$ ; sin embargo, la naturaleza de esta pegmatita directamente ligada a un granito somero (tipo I según la clasificación de GINZBURG, 1979, o miarolítica según la de CERNY, 1991), en nada tiene que ver con las de Sierra Albarrana. Por otro lado, la presencia de otros minerales con B en pegmatitas graníticas, como por ejemplo ocurre con la axinita en las pegmatitas graníticas de La Cabrera (GONZALEZ DEL TANAGO et al., 1984), no parece que sea el caso de Sierra Albarrana, en donde nunca



se han encontrado más minerales específicos de B que los del grupo de la turmalina.

Las turmalinas que forman parte integral de las pegmatitas, se encuentran situadas, preferentemente, en las zonas externa y borde, siendo menos frecuentes en la zona intermedia e inexistentes en el núcleo. En la zona de borde se distribuye de modo discontinuo constituyendo cristales milimétricos o menores de hábito idiomorfo a subidiomorfo, que tienden a crecer perpendicularmente a la superficie del endocontacto. En la zona externa aparece de manera diseminada, a veces con mayor profusión en determinadas áreas, constituyendo cristales idiomorfos y poiquilíticos que incluyen principalmente cuarzo; suelen alcanzar un mayor tamaño hasta de varios centímetros. Sus relaciones texturales parecen sugerir, muchas veces, su formación sobre enclaves o restos más o menos asimilados del encajante; los nuevos aportes de B impulsarían el crecimiento de estos cristales con cada vez menor influencia química de la roca asimilada, produciéndose por ello reajustes composicionales y en ciertos casos zonados; en algún caso también parece evidente que se producen reemplazamientos de los minerales pegmatíticos primeramente consolidados, especialmente feldspatos y micas.

La turmalina de la zona intermedia suele presentar características diferentes pues, a menudo, queda concentrada en dominios constituidos casi exclusivamente por ella y cuarzo. Estos dominios cuarzo-turmaliníferos tienen dimensiones muy variables llegando a medir varios dm<sup>3</sup>. Los cristales de turmalina pueden alcanzar un gran tamaño e idiomorfismo, no siendo raros los cristales decimétricos. Excepcionalmente alguno de estos llega a alcanzar 1,2 metros de largo y 40 centímetros de diámetro, lo que representa un peso cercano a los 325 kilogramos (CALVO y GONZALEZ DEL TANAGO, 1991). Cristales de tales dimensiones sólo pueden crecer desde un medio fluido (JAHNS, 1953) y sugieren un importante y continuado aporte de fluidos ricos en B, en este caso particular, facilitado por el funcionamiento de un juego de cizallas cercano, sincrónico con F<sub>2</sub>.

Todas las turmalinas pegmatíticas, debido a su fragilidad y, en ocasiones gran tamaño, se encuentran muy diaclasadas como consecuencia de las deformaciones inherentes a F<sub>3</sub>. Sin embargo, en bastantes casos, se observa una de-

formación previa de carácter dúctil, sincrónica con la formación de la pegmatita durante F<sub>2</sub>. Debido a ello, y sobre todo en los cristales de mayor tamaño, estas fracturas suelen encontrarse soldadas y rellenas por minerales pegmatíticos (cuarzo, albita y moscovita).

Cabe señalar también que en algunos casos, esencialmente en la zona externa, se observan reemplazamientos retrógrados, de carácter tardío, donde la turmalina es reemplazada por moscovita y en este caso el B parece que debe emigrar hacia el encajante.

Mención aparte merecen las turmalinas que, aun formando parte del encajante, deben su origen al metasomatismo bórico que producen los fluidos residuales de las pegmatitas, los cuales dan lugar a aureolas de turmalinización que rodean total o parcialmente a estos cuerpos. Este metasomatismo suele alcanzar un mayor desarrollo hacia las zonas apicales de los mismos, debido a la mayor afinidad del B con la fase acuosa pegmatítica (BURNHAM, 1967); ésta, que es más ligera que la fase silicatada, tiende a situarse en las zonas apicales de las cámaras pegmatíticas, razón por la cual la turmalinización es allí más intensa, decreciendo en intensidad hacia las zonas laterales más bajas y tendiendo a desaparecer en los exocontactos que rodean la quilla de estas cámaras (este hecho constituye uno de los principales criterios para reconocer la posición original de las pegmatitas en Sierra Albarrana, trastocadas por la tectónica posterior, GONZALEZ DEL TANAGO, in litt.). Las aureolas tienen una potencia variable en función, claro está, de la cantidad de fluidos que emigran de la pegmatita (relacionados a su vez con la envergadura de cada cuerpo en particular), así como con la facilidad de difusión de los mismos, generalmente, a través de cizallas dúctiles. Por regla general, estos frentes no suelen pasar de 3 ó 4 metros de potencia, aunque la parte de más intenso desarrollo, la situada en el exocontacto, apenas alcanza unos pocos centímetros. La turmalina suele formar cristales idiomorfos, de tamaño submilimétrico a milimétrico, con tendencia a disponerse paralelamente a la esquistosidad principal. Con frecuencia, estos cristales tienen una textura poiquilítica que engloba, principalmente, cuarzo. En raras ocasiones incluyen también plagioclasa, rutilo y algún opaco. Es muy notable la asociación en todos los casos con apatito. Las relaciones texturales indican que la turmalina se forma a expensas de la biotita que

va consumiéndose y desapareciendo conforme avanza el frente de turmalinización; de una manera paralela la plagioclasa reduce su contenido modal aunque, a diferencia de la biotita, no suele llegar a desaparecer.

#### CARACTERISTICAS COMPOSICIONALES

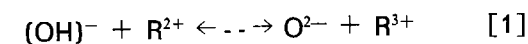
La estructura y composición de los minerales del grupo de la turmalina (DEER et al., 1986) puede representarse de un modo genérico por XY<sub>3</sub>Z<sub>6</sub>(BO<sub>3</sub>)Si<sub>6</sub>O<sub>18</sub>(OH)<sub>4</sub>, o, más expresivamente, según la nomenclatura utilizada por FOIT y ROSENBERG (1977), por: R<sup>+</sup> R<sup>2+</sup><sub>3</sub> R<sup>3+</sup><sub>6</sub> 3(BO<sub>3</sub>)Si<sub>6</sub>O<sub>18</sub>(OH)<sub>4</sub>.

Una de las causas de la variabilidad de los minerales de este grupo radica en la posibilidad de que la posición octaédrica Y, puede estar ocupada por diversos cationes dando lugar a los términos finales: Fe, chorlo; Mg, dravita; Al y Li, elbaita; Mn, tsiliasita; Fe<sup>3+</sup>, buergerita. Esta posición también puede ser parcialmente ocupada por: Mo, Ti, Cr, Zn y V (DEER et al., 1986; JOLLIFF et al., 1986). La posición Z, también octaédrica, pero ligeramente más larga y distorsionada, ROSENBERG y FOIT (1979), está en general ocupada por el Al, pero no obstante admite reemplazamientos por Fe<sup>3+</sup> (ferridravita); Ti, Mg, Cr<sup>3+</sup> y V<sup>3+</sup> (HENRY y GUIDOTTI, 1985). Por último, la posición X suele estar mayoritariamente ocupada por Na, aunque a veces puede estarlo por Ca (uvita y liddicoatita), K, Mg, o, incluso, quedar parcialmente desocupada.

El B está situado en coordinación ternaria y no se le reconocen sustituciones (HENRY y GUIDOTTI, 1985). La posición tetraédrica del Si puede verse parcialmente ocupada por el Al (FOIT y ROSENBERG, 1977). Por último, el F puede reemplazar a alguno de los grupos OH.

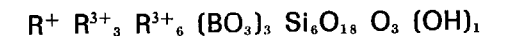
La complejidad de estos minerales aumenta al poder quedar vacantes algunas posiciones estructurales dando lugar a otros tipos de turmalinas.

El primero supone la falta de grupos OH (FOIT y ROSENBERG, 1977). Por último, el F puede FOIT y ROSENBERG, 1989) lo que puede considerarse una deshidroxilación según el siguiente esquema:



dando lugar a turmalinas de la forma: R<sup>+</sup><sub>1-x</sub> R<sup>3+</sup><sub>3</sub> R<sup>3+</sup><sub>6</sub> (BO<sub>3</sub>)<sub>3</sub> Si<sub>6</sub>O<sub>18</sub> O<sub>3-x</sub> (OH)<sub>1-x</sub>, con un nuevo tér-

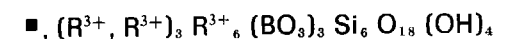
mino final que se diferencia de los anteriores por tener tres hidróxilos menos:



El segundo tipo que supone la falta de cationes en posición X (FOIT y ROSENBERG, 1977; ROSENBERG y FOIT, 1979; FOIT y ROSENBERG, 1989) da lugar a turmalinas deficitarias en álcalis según el esquema:



produciendo un término final teórico sin álcalis:



Por todo ello las turmalinas deben considerarse integradas por un conjunto de términos finales que forman soluciones sólidas entre sí, dando lugar a diferentes series. Las dos series principales, al menos en cuanto a su más amplia distribución en la naturaleza, son la dravita-chorlo (Mg - Fe) y la chorlo-elbaita (Fe - Al y Li), FOIT y ROSENBERG (1977), DEER et al. (1986). La miscibilidad entre los términos de la primera serie es total mientras que entre los de la segunda es sólo parcial, existiendo un vacío, «gap», composicional hacia los términos más elbaíticos (FOIT y ROSENBERG, 1977).

Al objeto de conocer la naturaleza de las turmalinas vinculadas a las pegmatitas de Sierra Albarrana se han analizado por microsonda electrónica 29 turmalinas (14 pertenecientes a la zona intermedia, externa y borde de cuerpos pegmatíticos representativos y 15 a las aureolas metasomáticas). Para el cálculo de su fórmula estructural (HENRY y GUIDOTTI, 1985), se ha dado por hecho que estas turmalinas carecen de Li, al menos en cantidades significativas, dada la falta generalizada de este elemento en estas pegmatitas (GONZALEZ DEL TANAGO, 1991), lo que, además, está de acuerdo con los altos contenidos en Mg de estas turmalinas que, como demuestran FOIT y ROSENBERG (1977) tras una exhaustiva revisión de la literatura especializada, son elementos muy antagónicos en estos minerales; el Fe se supone que actúa siempre como Fe<sup>2+</sup> como lo sugiere la saturación en todos los casos de la posición Y por el Al; teniendo en cuenta que el B es el único catión en coordinación ternaria, que además no presenta sustituciones (HENRY y GUIDOTTI, 1985), se ha asumido que su relación estequiométrica es igual a 3. Los valores medios de las composicio-

nes químicas de ambos grupos de turmalinas, así como sus fórmulas estructurales y contenidos medios en términos chorlo, dravita y elbaita se muestran en la tabla número 1.

TABLA 1

### Composiciones medias de las turmalinas de Sierra Albarrana

	Turmalinas pegmatíticas				Turmalinas del encajante			
	media	mínimo	máximo	s	media	mínimo	máximo	s
SiO <sub>2</sub>	35.57	34.25	36.67	0.67	35.16	35.38	37.13	0.42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33.40	30.96	35.54	1.19	31.69	29.99	33.76	1.20
FeO	9.85	6.65	13.89	2.14	8.04	5.39	10.34	1.54
MnO	0.08	-	0.28	0.06	0.05	-	0.71	0.23
MgO	4.34	1.28	6.51	1.63	6.43	5.55	8.13	0.80
CaO	0.41	-	0.89	0.28	0.72	0.25	1.31	0.32
Na <sub>2</sub> O	1.97	1.60	2.25	0.17	2.01	1.67	2.19	0.12
K <sub>2</sub> O	0.04	-	0.10	0.03	0.05	-	0.12	0.01
TiO <sub>2</sub>	0.68	-	1.38	0.43	0.71	0.13	1.18	0.23
Total	86.36	85.44	87.99	0.69	86.01	84.58	87.71	0.91
H <sub>2</sub> O **	10.49	9.63	10.78	0.19	10.54	10.31	10.73	0.13

Cationes en base a 29 oxígenos								
B	3.00	3.00	3.00	-	3.00	3.00	3.00	-
Si	5.87	5.59	6.07	0.10	5.96	5.84	6.09	0.07
Al <sup>IV</sup>	0.13	-	0.41	0.10	0.05	-	0.15	0.06
Al <sup>VI</sup>	6.00	6.00	6.00	-	6.00	6.00	6.00	-
Al <sup>IV</sup>	0.37	-	0.68	0.19	0.11	-	0.44	0.15
Ti	0.08	-	0.17	0.06	0.09	0.01	0.14	0.03
Fe <sup>2+</sup>	1.36	0.91	1.92	0.30	1.11	0.74	1.45	0.22
Mn	0.01	-	0.04	0.00	0.02	-	0.09	0.03
Mg	1.07	0.31	1.59	0.40	1.57	1.37	2.00	0.19
Total Y	2.89	2.65	2.98	0.06	2.91	2.79	3.03	0.07
Ca	0.07	-	0.16	0.05	0.12	0.04	0.23	0.05
Na	0.63	0.52	0.72	0.05	0.64	0.54	0.70	0.04
K	0.01	-	0.02	0.01	0.01	-	0.02	0.01
Total X	0.70	0.52	0.94	0.09	0.78	0.65	0.89	0.07

Términos finales								
chorlo	46.48	29.70	63.43	10.19	38.45	25.16	48.76	7.82
dravita	34.54	10.41	53.59	13.55	52.50	46.63	64.97	5.23
elbaita	20.59	7.58	26.23	5.13	9.06	1.79	22.11	6.38

\* Todo el Fe como FeO; \*\* estimado, explicación en el texto.

Como se puede apreciar al observar y comparar los dos grupos de turmalinas, sus composiciones, tanto desde un punto de vista general como particular dentro de cada grupo, son relativamente homogéneas y, en general, con desviaciones sobre el valor medio poco importantes salvo en el caso del Fe y Mg; este último elemento alcanza por término medio en las turmalinas metasomáticas algo más del 50 por 100 de los iones por fórmula unidad correspondientes a la posición Y; el menor contenido de este elemento en las turmalinas pegmatíticas, en torno al 35 por 100, queda compensado por la mayor presencia de Fe y Al en esta posición, dado que el Ti y Mn tienen en ambos casos valores muy bajos y similares.

En todos los casos llama la atención el escaso contenido de Al en posición Y, más marcado en las turmalinas del encajante. Por otra parte la suma de cationes en esta posición queda próxima a 3 aunque siempre con un ligero déficit, sugiriendo la existencia de vacantes en esa posición, probablemente relacionadas con contenidos inferiores a los cuatro grupos OH que, teóricamente, corresponden a cada molécula de este

mineral. El valor medio de este déficit es de 0,11 en las turmalinas metasomáticas del encajante y de 0,09 en las pegmatíticas.

Normalmente el contenido en Si queda próximo al valor teórico 6 y en alguna ligeramente por debajo, asumiéndose que este déficit lo ocupa el aluminio, Al(T) (BUERGER et al., 1962; FOIT y ROSENBERG, 1979).

Por último, la suma de cationes en posición X, fundamentalmente Na ya que los contenidos en K y Ca son siempre muy bajos, queda siempre por debajo de la unidad. La media de estas diferencias, 0,22 en las turmalinas metasomáticas del encajante y 0,30 en las pegmatíticas si resulta importante ya que, en los casos más extremos, representa más de un 40 por 100 de vacancias en esta posición (SHEARER et al., 1984).

Aunque no de una manera sistemática se ha determinado el contenido en F de muchas de estas turmalinas que oscila desde indicios hasta llegar, en algún caso, al 0,52 por 100 de su peso; se ha detectado también, aunque muy esporádicamente, ciertos contenidos de Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> entre 0,07 por 100 y 0,57 por 100 en turmalinas pertenecientes a determinadas pegmatitas.

La ausencia de datos analíticos sobre la cantidad de grupos OH que contienen estas turmalinas impide conocer con exactitud la importancia que alcanzan en ellas los términos teóricos deshidroxilado y desprovisto de álcalis. Sin embargo, la utilización del diagrama binario de la figura 5, tal como lo hacen FOIT y ROSENBERG (1977) y MANNING (1982) para el caso de turmalinas en las que se desconoce el contenido de H<sub>2</sub>O, permite tener una cierta idea de ello. A la vista del mismo parece evidente que las turmalinas analizadas participan de ambos términos, aunque la mayor parte de las veces moderadamente; también parece observarse una mayor tasa de participación en las turmalinas pegmatíticas aunque no se observa claramente ninguna relación especial entre cada población de turmalinas y los términos considerados.

### ZONACIONES COMPOSICIONALES Y CROMATICAS

Las turmalinas son minerales donde la gran cantidad de sustituciones que se pueden producir y su formación a lo largo de un intervalo muy amplio de condiciones físicas facilitan la forma-

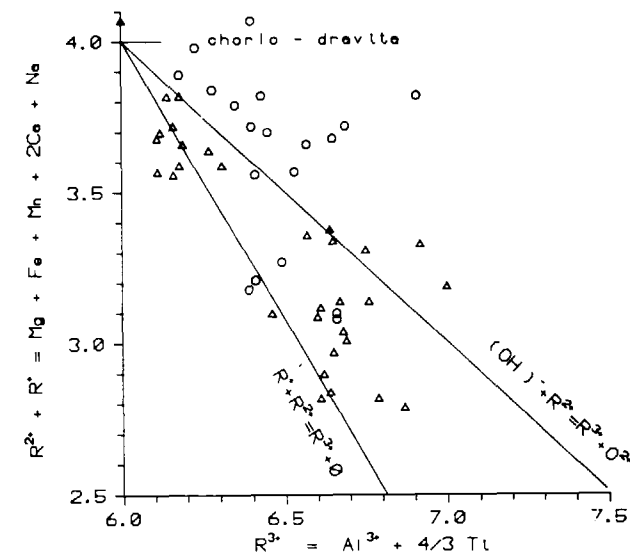


Figura 5.—Diagrama  $R^+ + R^{2+}$  vs  $R^{3+}$ . Triángulos: turmalinas pegmatíticas. Círculos: turmalinas metasomáticas del encajante.

ción de zonados composicionales. Su estudio permite, entre otros aspectos, tener una idea de la evolución del medio en el que han crecido sus cristales.

Estos zonados se corresponden, muchas veces, con variaciones cromáticas que pueden llegar a resultar espectaculares, e incluso, distinguibles en muestra de mano; sin embargo, esto suele suceder en turmalinas elbaiticas, invariablemente ligadas a plutones graníticos (DIETRICH, 1985; FOORD et al., 1989); por el contrario, las variaciones cromáticas en dravitas y chorlos suelen tener menor intensidad. Quizá por ello, en las turmalinas de Sierra Albarrana sólo se observan zonados/ópticos en lámina delgada en las turmalinas pegmatíticas s. s. en las que son relativamente frecuentes los bandeados más o menos concéntricos respecto al eje z donde, invariablemente, corresponden al núcleo, los tonos más oscuros, pardos o verdes, y a los bordes las tonalidades más claras, verdes o azuladas. Por el contrario, en las turmalinas metasomáticas los zonados cromáticos son mucho más raros y casi siempre imperceptibles.

Con el objeto de conocer las variaciones composicionales y su posible correspondencia con estas bandas cromáticas, se han realizado medidas secuenciales en secciones perpendiculares al eje z de algunos cristales, observándose

que las únicas variaciones apreciables correspondían a los cristales pegmatíticos, no existiendo diferencias composicionales significativas entre los núcleos y bordes de las turmalinas metasomáticas del encajante.

En la figura 6 se muestran las variaciones de los contenidos de los elementos más representativos (Fe, Mg, Na y Ti), referidos a tres cristales significativos del conjunto analizado en los que se han normalizado sus diámetros para poder compararlos entre sí.

Como se puede observar en la figura, y considerando las variaciones entre el centro y el borde de algunos otros cristales no representados, la principal variación corre a cargo del Fe y Mg, disminuyendo éste y aumentando aquél de núcleo a borde, lo que puede considerarse como un zonado normal, en el sentido de indicar una disminución paulatina de la temperatura conforme avanza el crecimiento del cristal (JOLLIFF et al., 1986); por otra parte, el contenido de Ti y Na permanece más bien estable.

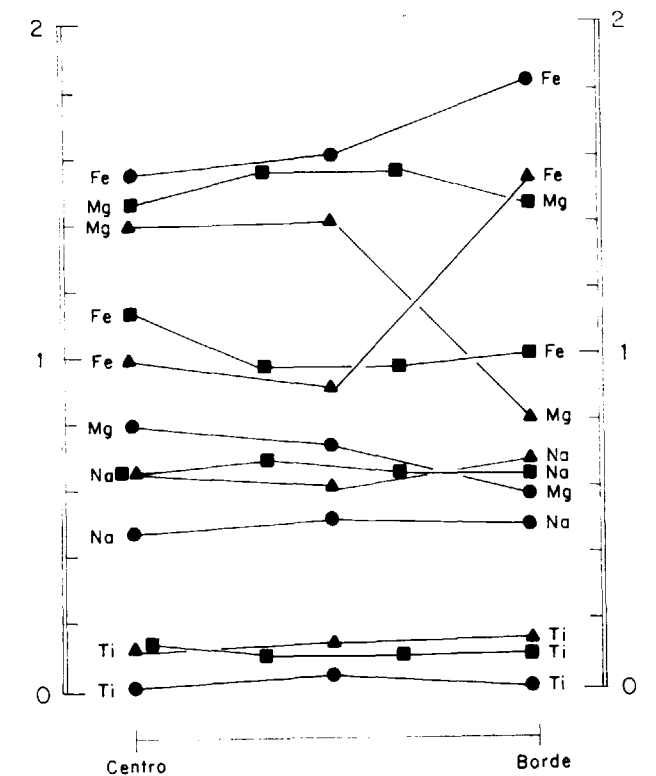


Figura 6.—Variaciones composicionales entre el centro y el borde en tres turmalinas pegmatíticas (cada símbolo representa una turmalina diferente).

De los restantes elementos, el Al tiene una cierta tendencia a aumentar su contenido hacia el borde aunque por tratarse de turmalinas ricas en Fe y Mg y desprovistas de Li, el margen de variación de este elemento en posición Y se reduce mucho; el Si no muestra variación, lo que parece lógico teniendo en cuenta que este elemento no tiene sustituciones importantes (DEER et al., 1986); por último el Mn, Ca y K presentan muy escasas variaciones.

Estos comportamientos parecen similares a los que encuentran JOLLIFF et al., (1986) y MANNING (1982), pero no obstante debe tenerse muy en cuenta el control que sobre el reparto de estos elementos tiene la presencia de otros minerales paragenéticos con las turmalinas como el granate, biotita, óxidos de Fe - Ti, e incluso, fosfatos ferromagnesianos; por ello somos conscientes de que el estudio de estos zonados sólo queda aquí iniciado y tendrá que ser completado en el futuro desde una perspectiva mucho más amplia que contemple a todos los minerales paragenéticos con estas turmalinas.

Por otro lado, aunque no tenemos referencias sobre estudios específicos acerca de la relación que liga los potenciales de difusión interna de cada elemento de las turmalinas en relación con las variables intensivas del sistema, esencialmente, temperatura y tiempo, es un hecho que parece evidente, por analogías con lo que sucede en otros minerales bien estudiados desde este punto de vista como los granates (SPEAR, 1988, y SPEAR et al., 1991), que la difusión interna es una función muy dependiente de la temperatura y del tiempo (el tamaño del cristal al considerar en este caso sólo la difusión interna tendría menor importancia, aunque en turmalinas en contacto con biotita o moscovita tendría que contemplarse). En el caso del Fe y Mg sus afinidades químicas deben favorecer su intercambio intracrystalino y por ello la atenuación de sus zonados; la profundidad de emplazamiento de estas pegmatitas y edad que, lógicamente, implican unas condiciones de enfriamiento lentas, así como la presencia de una fase tectono-metamórfica activa, posterior al proceso pegmatítico, son hechos que tienen que contribuir y favorecer, en alguna medida, la difusión intracrystalina y por ello a atenuar los zonados composicionales. Quizá, por ello sólo los cristales de mayor tamaño, situados preferentemente en la zona intermedia de estos cuerpos y alejados

de las zonas periféricas conservan los zonados mientras que las turmalinas del borde y del encajante pueden haberlos perdido por un proceso de rehomogeneización.

En otro orden de ideas, parece existir, aunque con algunas excepciones, una correspondencia entre los colores pardos de los núcleos de algunas turmalinas y su contenido en dravita tal como señalan DEER et al. (1986). Sin embargo, no parece nada clara la correspondencia entre las diferentes intensidades de color azul de algunas turmalinas y su contenido en Fe. Todo ello sugiere que las diferencias cromáticas pueden estar también motivadas, y quizá en mayor grado, por la presencia de elementos minoritarios cromóforos (DEER et al., 1955), o por el estado de oxidación del Fe o incluso del Mn (PETROV, 1990).

#### CLASIFICACION: TENDENCIAS GEOQUIMICAS

Para conocer la naturaleza, comportamiento geoquímico y evolución composicional de estas turmalinas se ha utilizado en primer lugar el diagrama Al - Al<sub>50</sub> Fe(t) - Al<sub>50</sub> - Mg, de HENRI y GUIDOTTI (1985) el cual permite visualizar (fig. 7) que las turmalinas de Sierra Albarrana pertenecen, fundamentalmente, como ya señaló GONZALEZ DEL TANAGO (1991 b), a la serie chorlo-dravita con moderados a bajos contenidos en elbaita. Se observa también que se distribuyen según dos poblaciones bien diferenciadas con una pequeña zona de solapamiento; las turmalinas pegmatíticas se proyectan en los campos 2 (granitoides pobres en Li y pegmatitas asociadas) y 4 (metapelitas y metasamitas coexistentes con una fase saturada en Al), mientras que las metasomáticas del encajante lo hacen en los campos 4 y 5 (metapelitas y metasamitas sin coexistencia con fase saturada en Al). Todo ello es coherente con la naturaleza anatética de estas pegmatitas desvinculadas de cualquier tipo de plutonismo granítico evolucionado que hace imposible su proyección en el campo 1 (granitoides, pegmatitas y aplitas con Li). Por otra parte la razón por la que algunas turmalinas pegmatíticas, situadas preferentemente en la zona externa de estos cuerpos, se proyecten en el campo 4 indica su relación con material asimilado y, por lo tanto, su génesis similar a las metasomáticas del encajante. Una relación análoga encuentra SHIBUE (1984).

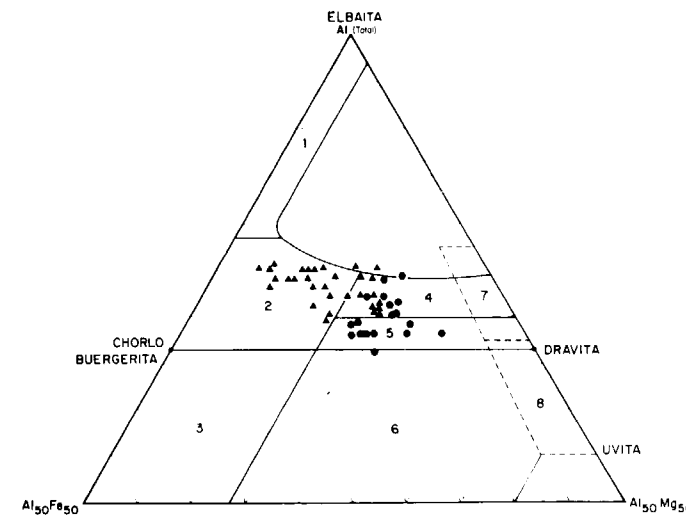


Figura 7.—Clasificación de turmalinas en el diagrama Al-Fe-Mg. Triángulos: turmalinas pegmatíticas. Círculos: turmalinas metasomáticas del encajante. 1) Pegmatitas y aplitas asociadas a granitoides ricos en Li; 2) pegmatitas y aplitas asociadas a granitoides pobres en Li; 3) granitos alterados (rocas cuarzo turmaliníferas con Fe<sup>3+</sup>); 4) metapelitas y metasamitas coexistentes con una fase saturada en Al; 5) metapelitas y metasamitas no coexistentes con una fase saturada en Al; 6) rocas cuarzo turmaliníferas con Fe<sup>3+</sup>, rocas calcosilicadas y metapelitas; 7) rocas ultramáficas y metasedimentos enriquecidos en Cr y V; 8) rocas metacarbonatadas y metapiroxenitas.

Considerando el total de estas turmalinas se observa que se distribuyen según un conjunto sin solución de continuidad desde las turmalinas metasomáticas del encajante, con un contenido dravítico en torno al 52 por 100 y una variación entre 46 por 100 - 65 por 100, a las pegmatíticas, con una composición dravítica próxima al 35 por 100, distribuidas en un intervalo relativamente más amplio, entre el 10 por 100 y 54 por 100; conviene añadir que dentro de las últimas, las turmalinas con menos contenido en Mg corresponden siempre a las situadas en la zona intermedia de las pegmatitas.

El contenido en Al aumenta sólo ligeramente a lo largo de esta trayectoria y es especialmente significativo que dentro de las turmalinas pegmatíticas no aumente más en los términos más pobres en Mg, lo que confirma la escasa diferenciación que existe entre las turmalinas pegmatíticas situadas en las partes internas y las situadas en las zonas periféricas de estos cuerpos.

En el diagrama triangular Ca - Fe(t) - Mg de

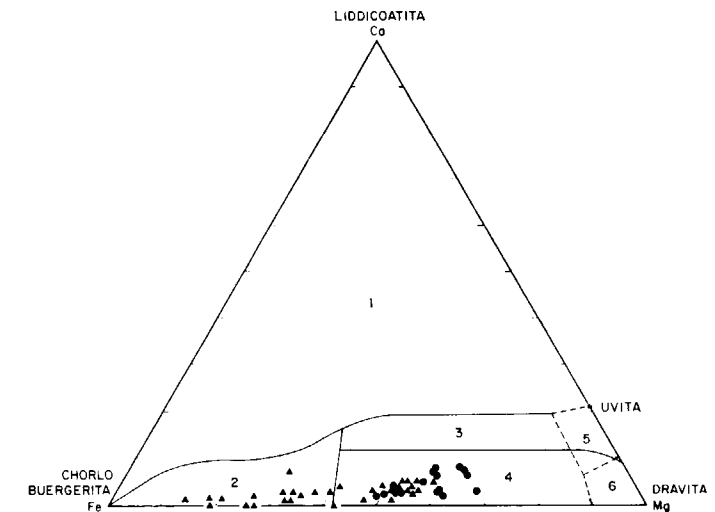


Figura 8.—Clasificación de turmalinas en el diagrama Ca-Fe-Mg. Triángulos: turmalinas pegmatíticas. Círculos: turmalinas metasomáticas del encajante. Explicación en la figura 7 y en el texto.

HENRY y GUIDOTTI (1985), figura 8, se puede observar el escaso contenido en liddicoatita de estas turmalinas y cómo este componente disminuye hacia los términos más ricos en Fe. Igualmente, de nuevo, quedan bien diferenciadas las dos poblaciones consideradas y también aquí, las turmalinas del encajante se proyectan exclusivamente sobre el campo 4, mientras que las pegmatíticas lo hacen sobre el 2 y 4.

El diagrama triangular TiO<sub>2</sub> - FeO + MnO - MgO, figura 9, utilizado por MANNING (1982) es útil para visualizar las relaciones que puedan existir entre los contenidos de TiO<sub>2</sub>, relación Mg/(Mg + Fe) y las dos poblaciones de turmalinas consideradas, observándose la escasa influencia entre estos parámetros.

En general, se puede establecer que el grado de diferenciación del proceso pegmatítico en un momento determinado queda reflejado por la relación Fe/Mg de las turmalinas que en ese instante se están formando (JOLLIFF et al., 1986). Para conocer este grado y los nexos que pueden existir entre las turmalinas que forman parte de las pegmatitas y las metasomáticas del encajante, se ha utilizado en primer lugar el diagrama binario: Fe + Mn versus Mg, de la figura 10, en el que hemos integrado el componente tsialítico al chorlo dada la afinidad geoquímica que existe entre ambos elementos. Se observa que

todas las turmalinas quedan por debajo de la composición teórica chorlo (+ tsialita) - dravita que viene representada por la recta:  $Fe + Mn = 3 - Mg$ , distribuyéndose, y esto es importante, sin solución de continuidad en torno a la recta de regresión  $Fe + Mn = 2,04 - 0,621 * Mg$ .

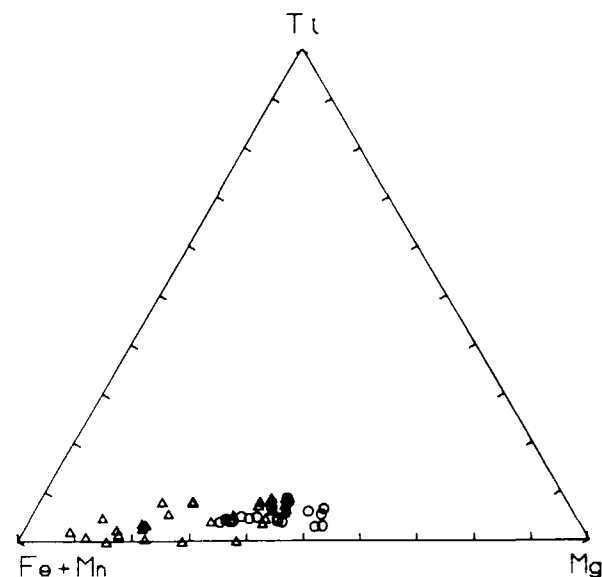


Figura 9.—Diagrama Ti - Fe+Mn - Mg. Triángulos: turmalinas pegmatíticas. Círculos: turmalinas metasomáticas del encajante. Explicación en el texto.

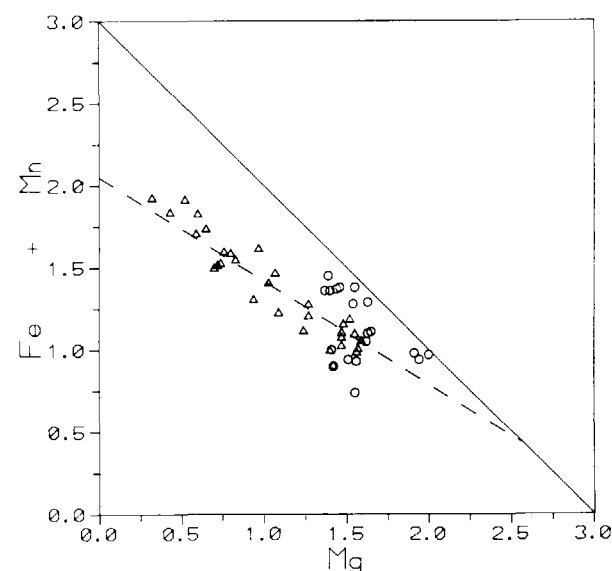


Figura 10.—Diagrama Fe - Mg. Triángulos: turmalinas pegmatíticas. Círculos: turmalinas metasomáticas del encajante. Explicación en el texto.

Sin embargo, aunque estas turmalinas forman una serie continua, se pueden agrupar en torno a las dos poblaciones ya señaladas: la primera, con una relación  $Fe + Mn / Mg$  entre 1,3 y 2 y un valor medio en torno a 1,5, corresponde a las turmalinas pegmatíticas, mientras que la segunda con una relación entre 0,3 y 1,5 y un valor medio próximo a 1, corresponde a las turmalinas metasomáticas del encajante. Entre las primeras, las que contienen valores próximos a 1,5, corresponden a las originadas sobre enclaves y rocas asimiladas, en las que su contenido en Mg viene controlado por la cantidad de biotita involucrada, constituyendo por ello un nexo composicional entre las metasomáticas del encajante y las pegmatíticas situadas en la zona intermedia de estos cuerpos.

Por otro lado, la diferencia de ordenadas, en cada caso, entre la recta teórica que une los términos chorlo + tsialita y dravita, y cada turmalina considerada, pone de manifiesto, de nuevo, que estas turmalinas contienen un término distinto, elbaíta, pero que, además, este componente aumenta conforme lo hace el grado de diferenciación, esto es: cuanto menor es el contenido en Mg, mayor es la probabilidad de que entre el Al en posición Y. Esta tendencia enlaza, perfectamente, con el antagonismo que encuentran FOIT y ROSENBERG (1977) entre el Mg y Li, puesto que agotados los ferromagnesianos (y en primer lugar el Mg) en las primeras fases de la consolidación pegmatítica, sólo elementos como el Li, que enriquecen los fluidos residuales, son susceptibles de entrar, junto con el Al, a ocupar las vacantes en posición Y.

El diagrama binario utilizado por JOLIFF et al. (1986) que relaciona la importancia del contenido relativo de Fe con respecto a la suma del total de cationes  $Fe + Mg + Mn + Ti$  versus el incremento del fraccionamiento, expresado por estos autores por el valor  $Fe + Mg$ , puede ser también útil en este sentido (fig. 11). Se pone de manifiesto la tendencia que presentan las turmalinas pegmatíticas, a que la importancia relativa del Fe aumente conforme lo hace el grado de diferenciación, al ser reemplazados los restantes cationes (Mn, Ti y sobre todo Mg) no sólo por el Fe sino algo también por el Al, tendencia que no se manifiesta en las turmalinas del encajante, en las que la importancia relativa del Fe permanece casi inalterable en torno al 40 por 100.

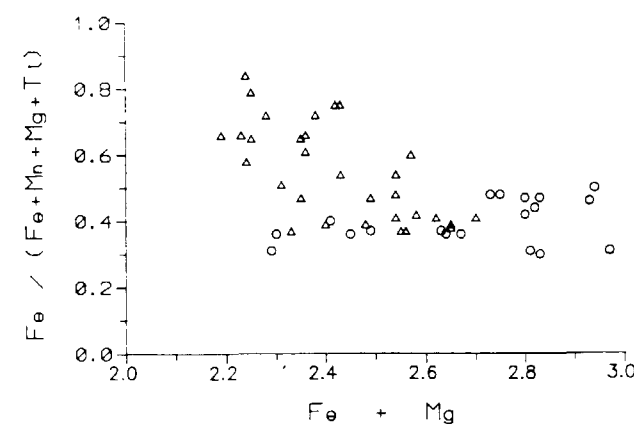


Figura 11.—Diagrama  $Fe / (Fe + Mn + Mg + Ti)$  vs  $Fe + Mg$ . Triángulos: turmalinas pegmatíticas. Círculos: turmalinas metasomáticas del encajante. Explicación en el texto.

#### MINERALOGENESIS DE LAS TURMALINAS PEGMATÍTICAS

La diferencia composicional de estas turmalinas parece sugerir distintos procesos genéticos. De acuerdo con el modelo clásico de diferenciación pegmatítica (JANHS y BURHNAM, 1969, y JANHS, 1982) y teniendo en cuenta las relaciones texturales que ligan la turmalina con los minerales de su entorno así como con la posición que ocupan dentro de los cuerpos pegmatíticos, los mecanismos formadores de estos minerales parecen desarrollarse en tres estadios más o menos consecutivos dentro del proceso pegmatítico:

- Cristalización a partir de un fundido silicatado.
- Cristalización a partir de la fracción acuosa, una vez saturado en agua el fundido anterior.
- Metasomatismo bórico de los enclaves o de las rocas encajantes asimiladas.

El desarrollo de estas etapas tiene en estas pegmatitas un alcance desigual, según el tamaño de los cuerpos, tipo e intensidad de la deformación durante la consolidación de la pegmatita (que afectará a la facilidad de emigración de la fase acuosa) y, obviamente, cantidad relativa de B en cada caso.

De una manera muy sucinta el proceso se puede considerar que comienza con la llegada de los primeros fundidos silicatados que producen una interacción con la roca de caja, la cual aportará, esencialmente, Al y ferromagnesianos; en este momento comienza una lenta nucleación de tur-

malina en el endocontacto de la cámara pegmatítica ligeramente más frío que el fundido silicatado (las diferencias térmicas deben ser muy ligeras como lo indica la escasez de bordes aplícticos en estas pegmatitas, GONZALEZ DEL TANAGO, in litt.). Estos primeros cristales de turmalina, nucleados, posiblemente, en relación con biotitas, tienden a crecer perpendicularmente a la superficie del endocontacto, orientándose en la dirección de flujo, entendida como dirección de aporte de B.

Cuando avanzado el proceso se llega a la saturación en  $H_2O$ , la afinidad que tiene el B hacia los fluidos acuosos en menoscabo de los silicatados (BURNHAM, 1979), hace que este elemento se concentre en aquéllos pudiendo ser distribuido por todas las partes de la pegmatita aún no consolidada con mucha mayor facilidad y rapidez. Esto produce un aumento de la velocidad de crecimiento de las turmalinas ya nucleadas que se nota, en primer lugar, por el cambio textural de estos cristales que hacia las partes periféricas muestran texturas esqueléticas con gran cantidad de inclusiones, y en segundo lugar, por el engrosamiento de sus cristales hacia el extremo más cercano al centro de la pegmatita, paralelamente al aumento de su idiomorfismo (ello se debe a que el aumento de la velocidad de crecimiento de la turmalina no puede ser seguida por los feldespatos adyacentes cuya fuente de alimentación sigue siendo la fracción silicatada en donde el transporte de los cationes necesarios para su crecimiento sigue siendo mucho más lenta; entonces, los cristales de turmalina comienzan a destacar del resto y a crecer sin trabas literalmente «colgados del techo» de la cámara; no se olvide que la menor densidad de los fluidos acuosos en relación con los silicatados hace que éstos tiendan a ocupar las partes altas de las cámaras). Por otra parte, de una manera paralela, se produce una fuerte hidrolización y metasomatismo de todos los restos de roca encajantes todavía no asimilados que han quedado dispersos y «flotando» dentro de la cámara pegmatítica.

Sin embargo, la facilidad que tiene la fracción acuosa para escapar hacia el encajante, dada su mayor fluidez en relación con la fracción silicatada y, sobre todo, si la actividad tectónica contribuye a ello, hará que en muchas ocasiones, sobre todo en cuerpos pequeños, el B se escape



fuera de la pegmatita transportado por estos fluidos, quedando, entonces, abortado el crecimiento de las turmalinas dentro de la cámara pegmatítica (la cantidad de B que queda en la fracción silicatada es muy pequeña en relación a la acuosa, BURNHAM, 1979). En otras ocasiones sucede (en general sólo en los cuerpos de mayor envergadura) que una parte de esta fracción acuosa no encuentra camino para emigrar de la cámara quedando atrapada entre zonas feldespáticas ya consolidadas; se producen entonces procesos de reemplazamiento de los feldespatos que son hidrolizados, originándose, al mismo tiempo, nuevas turmalinas ricas en Al y pobres en ferromagnesianos, junto con gran cantidad de cuarzo excedentario. En la mayor parte de las pegmatitas de tipos I y II de GINZBURG (1979) o miarolíticas o con elementos raros de CERNY (1991) estos procesos de reemplazamiento ocurren como consecuencia de nuevos aportes fluidos desde el plutón fuente, sin embargo, en Sierra Albarrana, obviamente, no caben aportes de este tipo pero, además, el proceso de migmatización poco generalizado y muy localizado en el tiempo y en el espacio, tampoco contribuye, por regla general, a que nuevos aportes de fluidos refuercen el proceso, y de ahí que los procesos de reemplazamiento sean en estas pegmatitas tan escasos y que sus turmalinas contengan tan bajos contenidos elbaíticos.

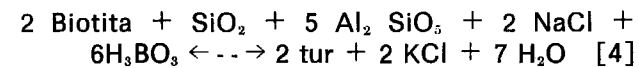
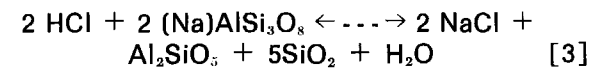
Se comprende, entonces, el que, cuantitativamente, la mayoría de las turmalinas vinculadas a los procesos pegmatíticos de Sierra Albarrana, en un sentido amplio, se hayan formado en relación con los episodios metasomáticos tanto internos como externos.

De entre los tres ambientes señalados para la formación de este mineral, también es este último el que tiene, quizá, un mayor interés petrogenético, por la importancia de los minerales que pueden estar involucrados. Las relaciones texturales y mineralógicas sugieren que la formación de estas turmalinas se origina siempre a expensas de plagioclasa, biotita y, a veces quizá, moscovita.

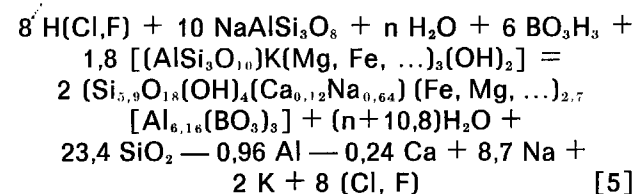
En este orden de ideas la formación de turmalina, un proceso que consume Al, es una función de la  $\mu\text{B}_2\text{O}_3$  (metasomatismo bórico) y de la  $\mu(\text{K}_2\text{O}, \text{Na}_2\text{O})$  (álcalis en solución), tal como señalan SHEARER et al. (1984). Una de las características distintivas de este proceso es la formación paralela de cuarzo que se va nuclean-

do conforme avanza el crecimiento de la turmalina, quedando, frecuentemente, atrapado en la misma. La mayoría de las veces, aparece también involucrado el apatito tal como señalan KRETZ et al. (1989 b), el cual suele ser un acompañante minoritario, pero asiduo, en los frentes de turmalinización de estas pegmatitas. En otros casos también la formación de rutilo, esfena y, o, algún otro mineral ferromagnesiano, parece producirse de manera paralela a la turmalina, pero ello no constituye una regla general.

Siguiendo en líneas generales a estos autores el proceso teórico de formación de turmalina, a partir de biotita y albita, en el sistema Si - Al - Na - Fe - Mg se produce en las dos etapas siguientes:



produciéndose un excedente de K que puede dar lugar a la formación posterior de feldespato potásico o moscovita, lo que parece que ocurre con frecuencia en Sierra Albarrana, en donde una aureola con minerales ricos en K acompaña, a veces, al proceso de turmalinización. Utilizando la composición media de las turmalinas analizadas, el balance molar al aplicar la ecuación [3] y [4] resulta de la forma:



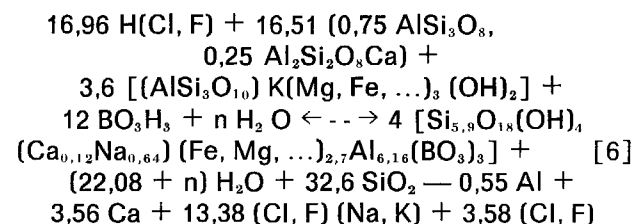
Es evidente que este balance sólo podría quedar completo si introdujéramos, en cada caso particular, la composición real de todos los minerales implicados, especialmente biotita, sin embargo, el introducir una composición media tiene la ventaja de generalizar el proceso, no restando validez por ello a las conclusiones que se puedan extraer del mismo.

En esta reacción se observa que, supuestos ocupados totalmente por ferromagnesianos los cationes en posición octaédrica de la biotita, la relación molar, biotita reactante / turmalina producida, es algo menor de 1. Por otra parte, como

señalan KRENTZ et al. (1989 b), existe un déficit de 0,96 cationes de Al que, en teoría haría necesaria la presencia de un silicato de aluminio (sillimanita), o bien que entrara en el proceso una cierta cantidad de moscovita. La disponibilidad de sillimanita o eventualmente andalucita sólo puede ser circunstancial, por lo que es evidente que la formación de turmalina requeriría, en todo caso, una cantidad adicional de moscovita. Sin embargo, por regla general las biotitas consideradas siempre contienen una cierta cantidad de Al en posición VI (GONZALEZ DEL TANAGO, in litt.), que resulta suficiente para equilibrar este déficit.

Es evidente el control que ejerce la composición inicial de la biotita en la composición final de la turmalina, ya que, en principio todos los cationes en posición octaédrica de aquella pasarán a la turmalina. No obstante, en ocasiones, se observan intercrecimientos de rutilo con turmalina, lo que parece sugerir que, en estos casos, la turmalina no puede admitir todo el Ti de la biotita, al menos, en las condiciones térmicas que se producen estos procesos no mayores de 625-650° C; conviene señalar al respecto que algunas biotitas de las rocas encajantes llegan a tener casi un 3 por 100 de  $\text{TiO}_2$  (GONZALEZ DEL TANAGO, in litt.).

Otro problema se plantea con el Ca cuando, como ocurre en la mayoría de los casos, interviene una plagioclasa, en general con un contenido anortítico importante (el feldespato potásico suele estar ausente de las rocas encajantes). Sabemos que los contenidos medios de anortita en estas plagioclasas no bajan, por regla casi general, del 25 por 100 (GONZALEZ DEL TANAGO, in litt.). Esto significa, además de una mayor disponibilidad de Al, un exceso de Ca de difícil ubicación pues, como hemos visto, este elemento no forma parte, más que en muy pequeña medida, de estas turmalinas. Utilizando nuevamente la composición media de las turmalinas metasomáticas y haciendo intervenir a una plagioclasa  $\text{An}_{25}$ , podemos llegar a establecer la siguiente ecuación:



en la que el aspecto más significativo, aparte del pequeño déficit de 0,55 cationes de Al que se enjugaría con el  $\text{Al}^{\text{VI}}$  de la biotita o interviniendo algo de moscovita, es el excedente de 3,6 cationes de Ca. En este caso parece que el papel del P, que acompaña al B, es fundamental formándose apatito. Con los valores aquí señalados se originará, al menos, 0,72 moléculas de apatito por cada cuatro de turmalina justificando la gran cantidad de apatito que acompaña siempre a los frentes de turmalinización. Por último, la mayor afinidad del Cl por los álcalis, en relación al F, hará que aquél desplace a este último de los complejos alcalinos, quedando libre para poder entrar en la estructura del apatito, originándose por ello fluorapatitos y en ningún caso cloroapatitos (GONZALEZ DEL TANAGO, in litt.).

Aunque en algún caso es posible reconocer, desde un punto de vista textural, las turmalinas pegmatíticas que se han formado, al menos durante la mayor parte de su crecimiento, a partir de la fase acuosa (serían, sobre todo, aquellos cristales de mayor tamaño, distribuidos por la zona interna de estos cuerpos), en el resto de las turmalinas, esencialmente las distribuidas por la zona de borde y externa, ello es más problemático y de ahí el interés que tiene el intentar hacerlo desde el punto de vista composicional.

En este sentido, JOLLIFF et al. (1986) encuentran que la característica fundamental que diferencia el origen de las turmalinas en la pegmatita de Bob Ingersoll puede ser reflejado por la relación  $\text{Fe} / (\text{Fe} + \text{Mg})$ ; relaciones entre 0,544 y 0,799 corresponden a las turmalinas de origen metasomático; entre 0,718 a 0,938 para las formadas a partir de fundidos silicatados; y valores cercanos a la unidad para las turmalinas originadas a partir de la fracción acuosa. Obviamente, las diferencias genéticas entre esta pegmatita, directamente relacionada con un plutón granítico, y las de Sierra Albarrana, no permiten las comparaciones directas, aunque sí aprovechar el modelo a la escala de las composiciones de las turmalinas aquí consideradas.

En este orden de ideas en la figura 12, tomada de estos autores, hemos enfrentado la importancia del Fe dentro de los ferromagnesianos, explicada por el valor de la relación  $\text{Fe} / (\text{Fe} + \text{Mg})$ , y habida cuenta de que el contenido de Mn en estas turmalinas es muy bajo, versus el total de



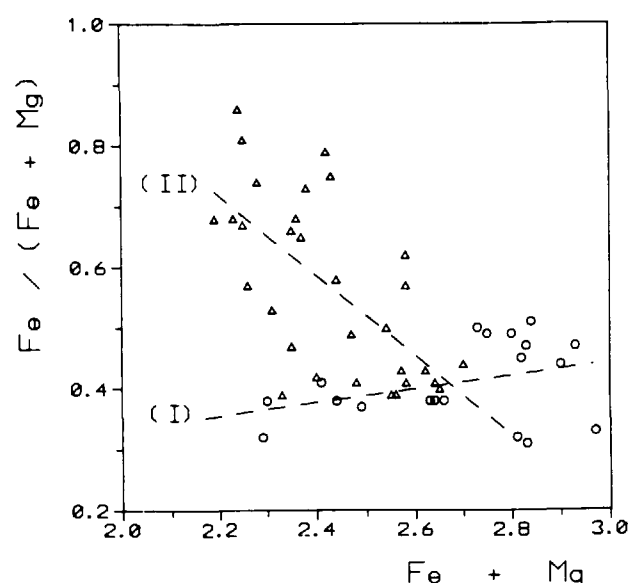


Figura 12.—Diagrama  $Fe / (Fe + Mg)$  vs  $Fe + Mg$ . Triángulos: turmalinas pegmatíticas. Círculos: turmalinas metasomáticas del encajante. Explicación en el texto.

- I) Recta de regresión turmalinas metasomáticas.  
II) Recta de regresión turmalinas pegmatíticas.

estos elementos (Fe y Mg). El diferente comportamiento global de ambas poblaciones es notable; mientras que en las turmalinas pegmatíticas existe una tendencia a aumentar la importancia del Fe al disminuir el contenido en ferromagnesianos, en el caso de la población del encajante esto no ocurre. Las rectas de regresión respectivas:  $Fe = 0,11 * (Fe + Mg) + 0,11$ , y  $Fe = -0,66 * (Fe + Mg) + 2,16$ , son bien explícitas al respecto.

Se puede observar que las turmalinas metasomáticas del encajante están situadas entre valores de ordenadas 0,3 y 0,5, lo que sugiere que las turmalinas pegmatíticas con ordenadas inferiores a 0,5 también deben tener este origen. Comparando los valores de las turmalinas de Sierra Albarrana y los que encuentran JOLLIFF et al. (1986) en la pegmatita de Bob Ingersoll se aprecia, de entrada, una menor importancia relativa del Fe y así para las turmalinas metasomáticas se pasa de 0,54 - 0,80 en aquéllas, a 0,3 - 0,5 en Sierra Albarrana. Esta diferencia parece, indudable, que procede de la diferente composición inicial de la biotita involucrada, probablemente debida a las distintas características y condiciones fisicoquímicas de formación de las rocas encajantes. De establecer un paralelismo

entre las relaciones de las turmalinas de ambas pegmatitas, las originadas desde la fase silicatada, en Sierra Albarrana, podrían tener relaciones en torno al 0,48 - 0,70 y sólo, quizá, aquellas con una relación superior a 0,8 tendrían cierta posibilidad de haberse formado exclusivamente a expensas de la fase acuosa.

Ello parece poner nuevamente de manifiesto, la moderada importancia que ha tenido la fase acuosa en la mayoría de las pegmatitas de Sierra Albarrana, al menos dentro de los cuerpos en sí, que se refleja, como hemos visto, en el quimismo de estas turmalinas.

### CONCLUSIONES

Las turmalinas son los únicos minerales con contenidos significativos de B en Sierra Albarrana. En relación con los procesos pegmatíticos cabe distinguir dos poblaciones de turmalinas diferentes: las que forman parte integral de los cuerpos pegmatíticos y las que constituyen las aureolas metasomáticas, producidas por la emigración de los fluidos acuosos pegmatíticos hacia el encajante.

Composicionalmente, estas turmalinas, a las que se supone carentes de Li en base a la geoquímica de estas pegmatitas, se caracterizan por contenidos elevados de Fe y Mg, con moderada cantidad de Ti y Al en posición Y, y escasa participación del Mn; la suma de cationes Y es siempre menor que 3. La posición X está ocupada mayoritariamente por el Na, pues los contenidos de Ca y K son escasos y resulta en general inferior a 1, por lo que casi todas ellas contienen moderadas cantidades del término teórico desprovisto de álcalis así como del deshidrogenado.

La proyección del conjunto de las turmalinas en un diagrama Al-Fe-Mg permite conocer que forman un conjunto sin solución de continuidad en el que, sin embargo, se pueden diferenciar las dos poblaciones consideradas, cuyos orígenes son similares a los que señalan HENRY y GUIDOTTI (1985); se confirma, de paso, su desvinculación a plutones graníticos. Las turmalinas pegmatíticas son más ricas en chorlo mientras que las metasomáticas lo son en dravita; el contenido de elbaíta sólo aumenta ligeramente hacia los términos más chorlíticos.

En algunas turmalinas pegmatíticas existen zonados cromáticos (núcleos más pardos y oscu-

ros) y composicionales con núcleos más dravíticos y bordes más ricos en chorlo y muy ligeramente enriquecidos en elbaíta. Ello está de acuerdo con la disminución generalizada de la relación Mg/Fe conforme avanza el proceso de diferenciación pegmatítica y que como hemos visto se refleja también en la evolución de la composición global de estas turmalinas.

La composición de las turmalinas metasomáticas sugiere que en su génesis reaccionan fluidos bóricos sobre biotita y albita produciéndose cuarzo y K que, a su vez, forma otra aureola potásica exterior a la de turmalinización; por otra parte, cuando interviene una plagioclasa cálcica la presencia de P es necesaria para absorber el exceso de Ca formándose, junto con la turmalina, fluorapatito.

La relación  $Fe / (Fe + Mg)$  puede constituir un eficaz parámetro para discriminar el diferente origen de estas turmalinas (fracción silicatada, fracción acuosa o metasomatismo bórico), encontrándose que valores inferiores a 0,5 denotan un origen metasomático mientras que, probablemente, sólo los mayores de 0,8 denoten un origen exclusivo a cargo de la fracción acuosa.

### AGRADECIMIENTOS

Al doctor Félix Bellido por la lectura y aportaciones al manuscrito.

Una parte de los análisis por microsonda se han realizado en la Universidad de Oviedo agradeciendo a Miguel Fernández y a todo el Departamento de Petrología su ayuda, en especial, al profesor Guillermo Corretge por su desinteresada y personal asistencia que ha redundado, siempre, en la mejor calidad de los resultados conseguidos.

ENRESA, como ha sido su norma, ha facilitado y apoyado siempre todos los estudios y trabajos de campo que venimos realizando desde hace años en las pegmatitas de Sierra Albarrana.

### REFERENCIAS

- ARRIBAS, A. (1967): *Minerología y metalotecnica de los yacimientos de uranio. Sierra Albarrana (Córdoba)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 6, pp. 157-170.  
BERNARD, F.; MOUTOU, P., y PICHAVANT, M. (1985): *Phase relations of tourmaline leucogranites and the significance of tourmaline in silicic magmas*. Jour. Geol., 93, pp. 271-291.  
BUERGUER, M. U.; BURNHAM, C. W., y PEACOR, D. R. (1962): *Assesment of the several structures proposed for tourmalines*. Acta Cryst., 15, pp. 583-590.

- BURNHAM, C. W. (1967): *Hydrothermal Fluids at the Magmatic Stage*, en BARNES, H. L.: *Geochemistry of Hydrothermal Ore deposits*, pp. 34-76.  
CALVO, B.; GONZALEZ DEL TANAGO, J., y GONZALEZ DEL TANAGO (Ch), J. (1991): *Los minerales y la minería de Sierra Albarrana y su entorno*. Fundación ENRESA, Madrid, p. 203.  
CARBONELL, A. (1917): *Pegmatitas de la provincia de Córdoba. Ideas generales*. Rev. Min., XXXV, pp. 1317-1337.  
CARBONELL, A. (1941): *Nota sobre yacimientos de radio y berilio de Córdoba*. Anales de la Asoc. Esp. para el progreso de las ciencias, VI, pp. 52-60.  
CERNY, P. (1982): *Anatomy and classification of granitic pegmatites*. M.A.C. short Course Handbook, 7, pp. 1-32.  
CERNY, P. (1991): *Rare-element Granitic Pegmatites. Part. I: Anatomy and Internal Evolution of Pegmatitic Deposits*. Geos. Can., 18, 2, pp. 49-67.  
COLOPIETRO, M. R., y FRIBERG, L. M. (1987): *Tourmaline-biotite as a potential geothermometer for metapelites, Black hills, South Dakota*. Abstracts with Programs 140176.  
CHAROY, B. (1982): *Tourmalinization in Cornwall, England*, in EVANS, A. M.: *Mineralization Associated with Acid Magmatism*, pp. 63-70.  
DEER, W. A.; HOWIE, R. A., y ZUSSMAN, J. (1989): *Rock-Forming minerals*, vol. 1B, Desilicates and ring silicates. Edit. Longman, U. K.  
DELGADO QUESADA, M. (1971): *Esquema geológico de la Hoja núm. 878 de Azuaga, Badajoz*. Bol. Geol. y Min., 82, pp. 277-286.  
DELLMAYER, R. D., y QUESADA, C. (1989): *Geochronological constraints to the structural evolution of the Badajoz - Córdoba Shear Belt (Southwest Iberia)*. Terra Abstracts, 1, p. 366.  
DIETRICH, R. V. (1985): *The tourmaline group*. Edit. Van Nostrand, Nueva York, p. 296.  
FENOLL, P.; ORTEGA, J.; RODRIGUEZ, J., y VELASCO, F. (1983): *Intercrecimientos de óxidos de hierro y titanio en pegmatitas de Sierra Albarrana (Córdoba)*. Est. Geol. 39, pp. 253-259.  
FOIT, F. F. y ROSENBERG, P. E. (1977): *Cupled Substitutions in the Tourmaline Group*. Cont. Min. Petrol., 62, pp. 109-127.  
FOIT, F. F., y ROSENBERG, P. E. (1989): *Crystal chemistry of alkali-deficient schorl and tourmaline structural relationships*. Amer. Min., 74, pp. 422-431.  
FOORD, E. E.; SPAULDING, L. B. (Jr.); MASON, R. A., y MARTIN, R. F.: *Mineralogy and Paragenesis of the Little Three Mine Pegmatites, Ramona District, San Diego County, California*. Min. Rec., 20, pp. 101-126.  
FOORD, E. E.; MARTIN, R. F.; FITZPATRICK, J. J.; TAGGART, J. E. (Jr.), y CROCK, J. G. (1991): *Bromuscovite, a new member of the mica group, from the Little Three mine pegmatite, Ramona district, San Diego County, California*. Amer. Min., 76, pp. 1998-2002.  
FRONDELL, C., y COLLETTE, R. L. (1957): *Synthesis of tourmaline by reaction of mineral grains with NaCl-H<sub>2</sub>BO<sub>3</sub> solution, and its implications in rock metamorphism*. Amer. Min., 42, pp. 754-758.  
GARROTE, A., et al. (1980): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, 2.ª Serie (Magna), hoja 900, La Cardenacha*. I.G.M.E. Inédito.  
GEORGE, D. R. (1949): *Mineralogy of uranium and thorium bearing minerals*. U. S. Atomic Energy Comm. RMO-563 en Heinrich E. Wm. (1966), pp. 65.  
GINZBURG, A. I., et al. (1979): *Principios de geología de*

- las pegmatitas graníticas (en ruso). Nedra, Moscú, 266 pp.
- GONZALEZ DEL TANAGO, J. (1991 a): *Las pegmatitas graníticas de Sierra Albarrana (Córdoba, España): mineralizaciones de berilio*. Bol. Inst. Geol. y Min., vols. 102-4, pp. 578-603.
- GONZALEZ DEL TANAGO, J. (1991 b): *Las pegmatitas graníticas de Sierra Albarrana (Córdoba, España): minerales con boro y fósforo*. Bol. Soc. Min. Esp., vol. 14-1, pp. 54-55.
- GONZALEZ DEL TANAGO, J. (in litt.): *Estudio petrológico y mineralógico de las Pegmatitas de Sierra Albarrana y de las rocas encajantes*.
- GONZALEZ DEL TANAGO, J.; PEINADO, M., y MARTIN, M. (1984): *El crisoberilo de las pegmatitas graníticas de Sierra Albarrana. Condiciones genéticas y evolución*. 1.º Congres. Esp. Geol., tomo II, pp. 131-145.
- GONZALEZ DEL TANAGO, J.; BELLIDO, F., y GARCIA CACHO, L. (1986): *Mineralogía y evolución de las pegmatitas graníticas de La Cabrera (Sistema Central español)*. Bol. Geol. Min., 97, pp. 103-121.
- GONZALEZ DEL TANAGO, J.; PEINADO, M. (1988): *Los fosfatos de las pegmatitas graníticas de la Sierra Albarrana y de sus formaciones encajantes*. Bol. Soc. Esp. Min., 11-2, pp. 26-27.
- GONZALEZ DEL TANAGO, J., y PEINADO, M. (1990): *Las pegmatitas de Sierra Albarrana (Córdoba, España). Aspectos genéticos y clasificación*. Bol. Soc. Esp. Min., 13-1, pp. 123-124.
- GONZALEZ DEL TANAGO, J., y PEINADO, M. (1990): *Contribución al estudio del metamorfismo de Sierra Albarrana (Z.O.M., Córdoba, España)*. Bol. ITGE, vol. 101-5, pp. 18-40.
- GONZALEZ DEL TANAGO, J., et al. (1991): *Contribución al estudio de las pegmatitas graníticas de Sierra Albarrana (Córdoba, España): minerales con elementos raros*. Bol. Soc. Esp. Min., 14-1, pp. 105-106.
- GONZALEZ DEL TANAGO, J., y ARENAS (1991): *Anfibolitas granatíferas de Sierra Albarrana (Córdoba). Termobarometría e implicaciones para el desarrollo del metamorfismo regional*. Rev. Soc. Geol. Esp. 4 (3-4), pp. 251-269.
- HENRY, D. C., y GUIDOTTI, C. V. (1985): *Tourmaline as a petrogenic indicator mineral: An example from the staurolite grade metapelites of NW Maine*. Amer. Miner., 70, pp. 1-15.
- JAHSNS, R. H. (1953): *The genesis of pegmatites I. Occurrence and origin of giant crystals*. Amer. Min., 38, pp. 563-598.
- JAHSNS, R. H. (1982): *Internal evolution of pegmatitic bodies*, en CERNY, P.: *Short Course in Granitic Pegmatites in Science and Industry*, pp. 293-318.
- JAHSNS, R. H., y BURNHAM, W. (1969): *Experimental Studies of Pegmatite Genesis: I. a model for the Derivation and Crystallization of Granitic Pegmatites*. Econ. Geol., 64, pp. 843-864.
- JOLLIFF, B. L.; PAPIKE, J. P., y SHEARER, C. K. (1986): *Tourmaline as a recorder of pegmatite evolution: Bob Ingersoll pegmatite, Black Hills, south Dakota*. Amer. Min., 71, pp. 472-500.
- KRETZ, R.; LOOP, J., y HARTREE, R. (1989 a): *Petrology and Li-Be-B geochemistry of muscovite-biotite granite and associated pegmatite near Yellowknife, Canada*. Cont. Min. Petrol., 102, pp. 174-190.
- KRETZ, R.; HARTREE, R., y JONES, P. (1989 b): *Metasomatic crystallization of muscovite in granite and tourmaline in schist related to pegmatite emplacement near Yellowknife, Canada*. Cont. Min. Petrol., 102, pp. 191-204.
- LONDON, D. (1986 a): *Magmatic-hydrothermal transition in the Tanco rare-element pegmatite: Evidence from fluid inclusions and phase equilibrium experiments*. Amer. Min., 71, pp. 376-405.
- LONDON, D. (1986 b): *Formation of tourmaline-rich pockets in miarolitic pegmatites*. Amer. Min., 71, pp. 396-405.
- LONDON, D. (1987): *Internal differentiation of rare-element pegmatites: Effects of boron, phosphorus, and fluorine*. Geochim. et Cosmochim. Acta 51, pp. 403-420.
- LOPEZ DE AZCONA, J. M. (1940): *Works of the Mining and Geological Institute of Spain and of the National Institute of Physics and Chemistry*. Report of the Committee on the Measurement of Geological Time. Exb. 13, p. 130.
- MANNING, D. A. C. (1982): *Chemical and morphological variation in tourmalines from the Hub Kapog batholith of peninsular Thailand*. Min. Mag. 45, pp. 139-147.
- MANNING, D. A. C., y PICHAVANT, M. (1983): *The role of fluorine and boron of granite melts*, en ATHERTON, M. P., y GRIBBLE, C. D., eds. *Migmatite, melting and metamorphism*. Shiva, pp. 94-109.
- MANNING, D. A. C.; MARTIN, J. S.; PICHAVANT, M., y HENDERSON, C. M. B. (1984): *The effect of F, B and Li on melt structures in the granite systems: Different mechanisms? Progress in Experimental Petrology*. (Ed. Henderson, C. M. B.), pp. 30-35.
- MOORE, P. B. (1982): *Pegmatite minerals of P(V) and B(III)*, en CERNY, P.: *Short Course in Granitic Pegmatites in Science and Industry*, pp. 267-289.
- PETROV, I. (1990): *Role of natural radiation in tourmaline coloration: Discussion*. Amer. Min., 75, pp. 237-239.
- PICHAVANT, M. (1981): *An experimental study of the effect of boron on a water saturated haplogranite at 1 Kbar vapour pressure*. Contrib. Min. Petr., 76, pp. 430-439.
- PICHAVANT, M. (1987): *Effects of B and H<sub>2</sub>O on liquidus phase relations in the haplogranite system at 1 Kbar*. Amer. Min., 72, pp. 1056-1070.
- PICHAVANT, M., y MANNING, D. (1984): *Petrogenesis of tourmaline granites and topaz granites: the contribution of experimental data*. Physics of the Earth and Plan. Inter., 35, pp. 31-50.
- ROSENBERG, P. E., y FOIT, F. F. (1979): *Synthesis and characterization of alkali free tourmaline*. Amer. Min., 64, pp. 180-186.
- ROSENBERG, P. E. et al. (1986): *Synthesis and characterization of tourmaline in the system Na<sub>2</sub>O-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-B<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-H<sub>2</sub>O*. Amer. Min., 71, pp. 971-976.
- SHEARER, C. K.; PAPIKE, J. J., y SIMON, S. B. (1984): *Pegmatite-wallrock interactions, Black Hills, South Dakota: Progressive boron metasomatism adjacent to the Tip Top pegmatite*. Geochim. et Cosmochim. Acta, 48, pp. 2563-2579.
- SHEARER, C. K.; PAPIKE, J. J.; SIMON, S. B., y LAUL, J. C. (1986): *Pegmatite-wallrock interactions, Black Hills, South Dakota: Interaction between pegmatite-derived fluids and quartz-mica schist wallrock*. Amer. Min., 71, 518-539.
- SHIBUE, V. (1984): *Chemical compositions of tourmaline in the Vein-type Tungsten Deposits of the Kaneuchi Mine, Japan*. Min. Depos., 19, pp. 298-303.
- SMITH, J. V., y BROWN, W. L. (1988): *Feldspar minerals 1*. 2.ª edición. Edit. Springer Verlag, pp. 828.
- SPEAR, F. S. (1988): *Metamorphic fractional crystallization and internal metasomatism by diffusional homogenization of zoned garnets*. Cont. Min. Petrol., 99, pp. 507-517.
- SPEAR, F. S.; KHON, M. J.; FLORENCE, F. P., y MENARD, T. (1991): *A model for garnet and plagioclase growth in pelitic schists: implications for thermobarometry and P-T patch determinations*. Jour. Metamorph. Geol., 8, pp. 683-696.
- STAVROV, O. D., y KHITROV (1960): *Boron in rocks and pegmatites of Eastern Sayan*. Geochemistry, 5, pp. 482-493.

Original recibido: Mayo de 1992.

Original aceptado: Septiembre de 1992.